

Einzelne nicht im Buchhandel.

Ueberreicht vom Verfasser.

Sonderabdruck
aus dem
**Handwörterbuch
der Naturwissenschaften**
Zweite Auflage

Herausgegeben von

R. Dittler
Physiologie
G. Linck
Mineralogie u. Geologie

G. Joos
Physik
F. Oltmanns
Botanik

E. Korschelt
Zoologie
K. Schaum
Chemie

Verlag von Gustav Fischer in Jena

*Balch Graduate School of the Geological Sciences
California Institute of Technology
Pasadena, California*

Contribution No. 98

Erde

(physikalische Beschaffenheit).

1. Aufbau der Erde. 2. Dichte und Masse der Erde. 3. Druck im Erdinnern. 4. Schwere, Lotabweichungen, Isostasie. 5. Die Righeit im Erdinnern. 6. Die Kompressibilität des Erdinnern. 7. Die innere Reibung im Erdinnern. 8. Die Viskosität im Erdinnern und der Fließwiderstand. 9. Abkühlung und Temperatur der Erde. 10. Kräfte im Erdinnern. 11. Bewegungen einzelner Teile der Erde.

1. Aufbau der Erde. Die wichtigsten Ergebnisse über die Schichtung des Erdinnern hat uns seither die Seismophysik geliefert. Wir können (vgl. Abschn. Erdbeben) die Ergebnisse über die Geschwindigkeit von Longitudinal- und Transversalwellen im Erdinnern sowie der Scherungs- und Rayleigh-Oberflächenwellen unseren Betrachtungen zugrunde legen. Während in den obersten Erdschichten — anscheinend bis etwa 40 km

Tiefe — die Schichtung regional wechselt, sind in größerer Tiefe die Wellengeschwindigkeiten anscheinend nur eine Funktion des Radius. In Tab. 1 sind die Wellengeschwindigkeiten nach Gutenberg zusammengestellt. Abgesehen von den obersten, geologisch zu untersuchenden Schichten, haben wir in den Kontinenten zunächst eine meist 10—20 km dicke vermutlich granitartige Schicht, darunter eine rund 20 km dicke Schicht, die wahrscheinlich aus Basalt besteht, während der ganze Rest des Mantels bis in 1200 km Tiefe aus Silikaten (Sima) besteht, über deren spezielle Beschaffenheit (eklogitartig oder dunit-, peridotitartig oder ähnlich Plateaubasalten) keine völlige Sicherheit besteht. Die folgende, etwas unterteilte Schicht bis zum Erdkern in 2900 km Tiefe besteht vielleicht aus Sulfiden mit möglicherweise zunehmendem Eisenge-

halt, während der Erdkern selbst vorwiegend aus Eisen mit Nickel gebildet wird. Da bisher keine transversale Erdbebenwellen durch den Kern festgestellt wurden, scheint sich dieser wie eine Flüssigkeit zu verhalten. Möglicherweise liegt ein uns bisher unbekannter Zustand vor (einzelne Atome? nach Wiechert und Linck). Unter dem Pazifischen Ozean fehlen anscheinend entweder beide Oberflächenschichten oder wenigstens die obere, während sie unter den übrigen Ozeanen dünner sind als unter den Kontinenten.

2. Dichte und Masse der Erde. Den Beobachtungen direkt zugänglich ist nur die Dichte der obersten Kruste, und auch hier sind nur zum Teil rohe, zum Teil gar keine Ergebnisse bekannt. Tab. 2 gibt Werte nach H. S. Washington. Die mittlere Dichte der Erdkruste ist hiernach 2,75 bis 2,8.

Tabelle 1. Mittlere Wellengeschwindigkeiten V (longitudinal) und \mathfrak{B} (transversal) im Erdinnern in km/sec. Sch = Schichtgrenzen in km. T = Tiefe in km.

Nord-deutschland			Alpen			England			Japan			Kalifornien		
Sch	V	\mathfrak{B}	Sch	V	\mathfrak{B}	Sch	V	\mathfrak{B}	Sch	V	\mathfrak{B}	Sch	V	\mathfrak{B}
0—10	6,0		0—20	5,6	3,2	0—10	5,6	3,2	0—20	5½	3,2	0—15	5,6	3,2
10—40	6¾		20—40	6¼		10—30	6¼		20—40	6¼	3¾	15—40	6—7	3¾
40—100	8,0	4,4	40—100	8,0	4,4	30—100	7,9	4,4	40—100	8	4,5	40—100	8,0	4,4
T	100		500			1200			2900			4000		
V	8,0		9		11	12¼		13½	13½		8½	10		11
\mathfrak{B}	4,5		5		6	7		7½	7½		—	—		—

Tabelle 2. Mittlere Dichte an der Erdoberfläche nach H. S. Washington. Mittlere Höhen in km.

Gebiet	Höhe	Dichte
Amerika	0,6	2,73
Afrika	0,6	2,72
Asien	0,9	2,71
Europa	0,3	2,73
Atlant. Ozean . . .	— 4,1	2,81
Pazif. Ozean	— 4,5	3,01
Großbritannien . . .	0,10	2,76
Deutschland	0,30	2,74
Nordamerika	0,70	2,73
Schweiz, Tirol . . .	1,55	2,70
Anden	1,82	2,70
Colorado	2,13	2,71

Die mittlere Dichte der Erde wird im allgemeinen gefunden, indem man die Anziehung der Erde mit der Anziehung eines bekannten Körpers (Metallkugel, Berg, Teich mit und ohne Wasser) vergleicht. Als bester Wert gilt heute 5,527. Aus den bekannten Werten für die Dichte an der Oberfläche und die mittlere Dichte der Erde folgt, daß im Erdinnern sehr dichte Massen sein müssen. Das Gesetz der Aenderung der Dichte mit der Tiefe muß die bekannten Werte für folgende Größen liefern: mittlere

Dichte der Erde, Dichte an der Oberfläche, Gestalt der Erde (insbesondere Abplattung an der Erdoberfläche), Schwere an der Erdoberfläche als Funktion der Breite, Störungen der Mondbewegung durch die Erdmasse, Nutation. Ein Teil dieser Bedingungen führt auf identische Gleichungen. Aus den festgestellten Geschwindigkeiten der Erdbebenwellen, die der Quadratwurzel aus der Dichte umgekehrt proportional sind, folgt weiter, daß sich die Dichte von etwa 40 km Tiefe ab stetig bis zu rund 1200 km Tiefe ändert, daß die Dichtekurve dort möglicherweise einen Knick hat, und daß in 2900 km Tiefe eine Unstetigkeit der Dichte vorhanden sein kann. Man kann weiter voraussetzen, daß die Dichte nach innen zu mindestens so stark zunimmt, wie dies durch die Kompression infolge des wachsenden Druckes bedingt ist. Diese Grenzkurve ist in Fig. 1 als Kurve 6 nach Williamson und Adams eingetragen. Es gibt unendlich viele Möglichkeiten, die Dichte als Funktion der Tiefe so darzustellen, daß allen Bedingungen genügt wird. Die Kurven 1—5 der Fig. 1 zeigen eine Reihe von typischen Beispielen für solche Funktionen nach Haaleck.

Aehnlich lassen sich auch Anhaltspunkte für die Dichte in den obersten Erdschichten

finden. In Tab. 3 sind die wahrscheinlichsten Werte zusammengestellt.

Tabelle 3. Vermutliche Dichte in der Erdkruste.

Tiefe in km	Eurasien, Amerika	Atlantik	Pazifik
0	2,75	2,85	3,05
20	2,8	2,9	3,1
40	2,9	3,1	3,1
60	3,2	3,2	3,2

Aus den bekannten Erddimensionen ergibt sich die Masse der Erde bei einer mittleren Dichte von $5,527$ zu 5988×10^{21} Tonnen.

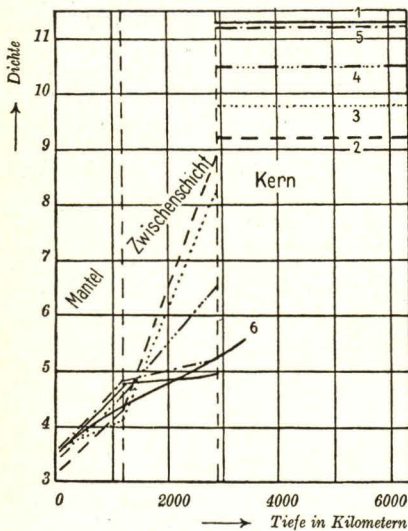


Fig. 1. Dichte im Erdinnern.

3. Druck im Erdinnern. Ist p der Druck in der Tiefe mit dem Radius r , g die Schwerebeschleunigung daselbst, d die Dichte, k die Gravitationskonstante, so ist

$$p = \int_r^{r_0} d g dr \quad (1)$$

$$g = \frac{4 \pi k}{r^2} \int_0^r d r^2 dr. \quad (2)$$

Durch graphisches Integrieren läßt sich somit der Druck im Erdinnern unter verschiedenen Annahmen über die Dichte finden. Fig. 2 zeigt Ergebnisse unter verschiedenen charakteristischen Annahmen über die Dichte.

4. Schwere, Lotabweichungen, Isostasie. Unter der Annahme, daß die Erde eine Kugel ist, liefert Gleichung (2) die Schwerebeschleunigung in den verschiedenen Tiefen unter Annahmen über die Dichte. Fig. 3 zeigt

Ergebnisse. Von Interesse ist noch das Problem, unter welchen Bedingungen die Schwere in der Erdkruste nach innen zu ab- oder

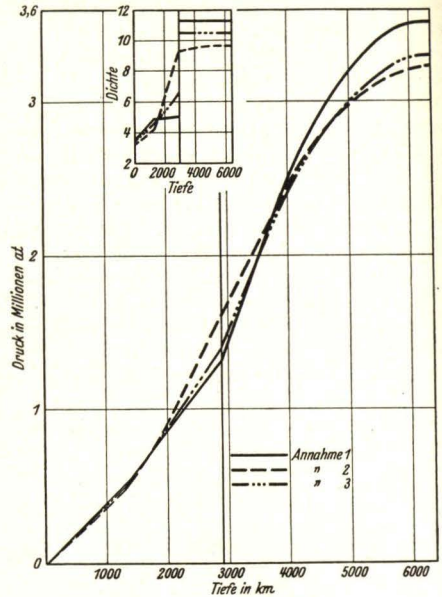


Fig. 2. Druck im Erdinnern.

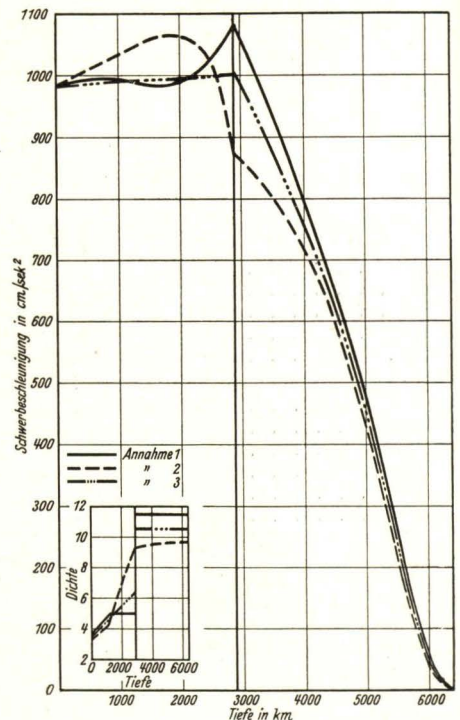


Fig. 3. Schwere im Erdinnern.

zunimmt. Gutenberg fand, daß keine Änderung der Schwere mit der Tiefe an der Erdoberfläche vorhanden ist, wenn die Dichte des

Sima unter den Kontinentalschollen gleich $\frac{2}{3}$ der mittleren Erddichte ist. Wird dieser Wert nicht erreicht, wie es wohl der Fall ist, so nimmt die Schwere mit der Tiefe zunächst zu. Die größten Schwerewerte liegen vermutlich an der Grenze des Erdkernes.

An der Erdoberfläche weichen die Schwerewerte erheblich mehr voneinander ab, als der Meßgenauigkeit entspricht. So sind wir in der Lage, aus den Schweremessungen weitgehende Schlüsse auf die Massenverteilung in der Erdkruste zu ziehen. Hierdurch kann einerseits der Aufbau der Erdkruste im großen geklärt werden, anderseits können Unregelmäßigkeiten in den allerobersten Schichten gefunden und wirtschaftlich wichtige Aufschlüsse erhalten werden. Diese letzteren Methoden werden unter „Geophysik“ eingehender behandelt.

und Pendel gleich schnell, so erscheint der Lichtblitz stets an der gleichen Stelle. Anderenfalls hat sich die Stellung des Spiegels nach $\frac{1}{2}$ Sekunde ein wenig verschoben, und aus der Zeit, die vergeht, bis der Spiegel und damit das Pendel eine Schwingung mehr oder weniger gemacht hat als die Uhr (Koinzidenzen), läßt sich unter Berücksichtigung entsprechender Korrekturen die Schwingungsdauer des Pendels an beiden Stellen und damit das Verhältnis von g finden. In der Praxis arbeitet man meist mit 4 Pendeln (zur Kontrolle).

Auf See kann, wie O. Hecker zeigte, das Siedethermometer zu angenäherten Bestimmungen von g dienen, doch ist die neuerdings von Vening Meinesz durchgeführte Bestimmung mit Pendeln im Unterseeboot unter besonderer Aufhängung wesentlich genauer.

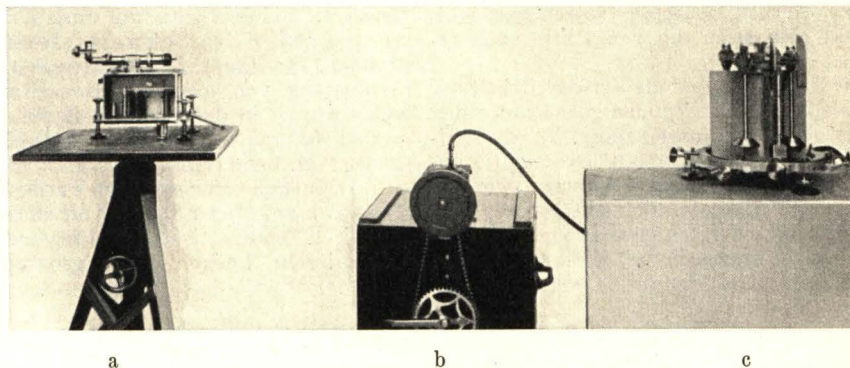


Fig. 4. Sternneck'sches Pendel. a Koinzidenzapparat. Unten Stromkreis, der die Lichtblitze erzeugt, oben Fernrohr, mit dem die Lichtblitze in den 4 Pendelspiegeln beobachtet werden. b Luftpumpe, um das Pendelgehäuse luftleer zu machen. c 4 Pendel (bei der Arbeit mit Gehäuse luftdicht abgeschlossen).

Zur Messung der Schwerebeschleunigung g dient in erster Linie das Pendel, dessen Schwingungsdauer umgekehrt proportional der Quadratwurzel aus der Schwerebeschleunigung ist. Mit Hilfe besonders gebauter Pendel und unter Berücksichtigung zahlreicher Korrekturen kann der Wert der Schwere g bis auf einige Tausendstel cm/sec^2 erhalten werden. Kennt man die Schwere g an einer Station, so kann man den Wert an jeder anderen Stelle durch Vergleich finden. Hat ein Pendel an der einen Stelle die Schwingungsdauer a und an einer anderen die Schwingungsdauer b , so verhalten sich die entsprechenden Werte der Schwere wie $b^2 : a^2$. Zur Messung benutzt man meist das Sternneck'sche Pendel (Fig. 4), dessen Schwingungsdauer meist nahe $\frac{1}{2}$ Sekunde ist. Man vergleicht diese mit den Sekundenschlägen einer genau kontrollierten erstklassigen Uhr, indem man durch diese Lichtblitze erzeugen läßt, die auf einen am Pendel angebrachten Spiegel fallen und dessen jeweilige Stellung erkennen lassen. Gehen Uhr

Alle diese Messungen liefern die Schwere an der betreffenden Stelle. An diesen Werten sind nun besondere Korrekturen anzubringen. 1. Die Freiluftreduktion. Schwingt das Pendel in der Höhe h Meter, und nimmt man an, daß sich zwischen dem Pendel und der Meeresfläche Luft befindet, so erhält man die Korrektur

$$0,3086 h \text{ Milligal.}$$

2. Die Bouguersche Reduktion. Zwischen der Geoidfläche, die in erster Annäherung durch die Meeresfläche gegeben ist, und dem Beobachtungspunkt befinden sich Massen, die die Schwere beeinflussen. Ist d die Dichte dieser Massen und d_m die mittlere Erddichte, so ist diese Reduktion $-\frac{3}{4} d/d_m$ mal der Freiluftreduktion. Setzt man z. B. $d = 2,8$ und $d_m = 5,5$, so ergeben beide Reduktionen zusammen $0,192 h$ Milligal. 3. Die Geländereduktion berücksichtigt dann den Einfluß des Geländes um die Station. Da bei der Bouguerschen Reduktion die Dichte der sichtbaren Gesteinsmassen berücksichtigt werden,

erhält man im Falle übrigbleibender Anomalien die Wirkung von Unregelmäßigkeiten in der Erdkruste. Wie erwähnt, beziehen sich diese Reduktionen auf das Geoid. Die üblichen Schwereformeln werden aber auf das Normal-sphäroid bezogen. Der Unterschied wurde zuerst von Bruns erkannt, eine entsprechende Korrektur entsprechend dem „Term von Bruns“ wurde aber bisher mangels genügender rechnerischer Grundlagen nicht angebracht. Nimmt man schließlich an, daß jeder sichtbaren Massenstörung an der Erdkruste, also insbesondere den Gebirgen und Ozeanen, eine entsprechende Kompensation in der Erdkruste zugeordnet ist, so kann man unter speziellen Annahmen eine „isostatische Korrektur“ berechnen. Diese hängt natürlich von den erwähnten Annahmen ab. Korrekturen dieser Art wurden insbesondere von Hayford, Bowie und Airy angegeben. Von den zahlreichen weiteren Vorschlägen von Korrekturen seien die von Prey noch erwähnt.

Die Ansichten über die Verwertbarkeit der verschiedenen Korrekturen gehen unter den Fachgelehrten weit auseinander. Nur die Freiluftreduktion ist wohl relativ genau. Die übrigen enthalten sowohl Faktoren, wie die Dichte der Erdkruste, die nicht genau genug bekannt sind, oder Voraussetzungen, von denen wir nicht wissen, inwieweit sie erfüllt sind. Die Bougersche Reduktion vernachlässigt

Helmert 1915 $\gamma_0 = 978,052 [1 + 0,005285 \sin^2\varphi - \alpha + 0,000018 \cos^2\varphi \cos 2(\lambda + 17^\circ)]$
Berroth 1916 $\gamma_0 = 978,046 [1 + 0,005296 \sin^2\varphi - \alpha + 0,000012 \cos^2\varphi \cos 2(\lambda + 10^\circ)]$
Bowie 1917 $\gamma_0 = 978,039 [1 + 0,005294 \sin^2\varphi - \alpha]$
Heiskanen 1928 $\gamma_0 = 978,049 [1 + 0,005293 \sin^2\varphi - \alpha + 0,000019 \cos^2\varphi \cos 2(\lambda - 0^\circ)]$
wo $\alpha = 0,000007 \sin^2 2\varphi$ theoretisch gefunden war.

Die Abweichungen von diesen Formeln werden als „Schwerestörungen“ bezeichnet. Die Größe der Schwerestörungen hängt also von der benutzten Formel und vor allem von der benutzten Reduktionsart ab. Tab. 4 enthält einige besonders genaue Schweremessungen, Tab. 5 einige charakteristische Schwerestörungen.

Tabelle 4. Ergebnisse absoluter Schweremessungen. (Nach Zusammenstellung von Heiskanen.)

Ort	g beobachtet	g übertragen nach Potsdam
Potsdam . .	981,274	981,274
Wien . . .	980,862	283
Paris . . .	980,343	300
Madrid . .	979,977	270

Unregelmäßigkeiten in der Massenverteilung in der Erdkruste haben neben den Schwerestörungen auch Lotabweichungen zur Folge. Ein frei hängendes Lot wird durch eine größere Masse, zum Beispiel ein Gebirge, nach der betreffenden Seite hingezogen. Andererseits bewirkt aber auch die Abweichung

die in der Erdkruste vorhandenen Massenunregelmäßigkeiten, welche die sichtbaren Störungen mehr oder minder kompensieren; die isostatischen Kompensationen setzen umgekehrt völlige Kompensation nach irgendeinem hypothetischen Prinzip voraus. W. Heiskanen schlug als Kriterium für die Güte einer Kompensation die Größe der dann berechneten Schwerestörungen vor; eine Reduktionsart wäre dann um so besser, je kleiner die resultierenden Störungen sind. Seine Untersuchungen ergaben, daß die geringsten Störungen im Mittel dann gefunden werden, wenn man die Schichtgrenzen als zutreffend voraussetzt, welche die Erdbebenwellenuntersuchungen ergeben haben, und die Dichten, welche oben besprochen wurden. Dieses Ergebnis ist zweifellos recht befriedigend.

Eine weitere Möglichkeit zum Studium des Schwereverlaufes bietet die Drehwaage. Sie gestattet, die Gradienten und Krümmungsgrößen des Schwerfeldes zu bestimmen. Ihr Hauptanwendungsgebiet ist die Feststellung von lokalen Schwerestörungen durch Körper in den obersten Erdschichten, speziell zu geophysikalischen Aufschlußmethoden (vgl. Geophysik).

Aus den Schweremessungen wurden mittlere „Schwereformeln“ für die ganze Erde abgeleitet. Die wichtigsten sind folgende (λ = geographische Länge, φ = geographische Breite).

Tabelle 5. Schwereanomalien in Milligal. a direkt beobachtet, b nach Bouger reduziert, c isostatisch reduziert, * nur Freiluftreduktion.

Gebiet	a	b	c
Atlantik Mittel ca.	0	+ 350	+ 25
Pazifik „ „	0	+ 350	+ 5
Indik „ „	— 40	?	— 15
Atlantische Schwelle	?	?	+ (30)
Mexikotiefe 2 Werte	— 90	?	— (5)
Philippintiefe			
1 Wert	— 204	?	+ 15
Philippinenplateau			
1 Wert	+ 270	?	+ 134
Japvortiefe 1 Wert	— 156	?	— 26
Jap (Insel) 1 Wert	+ 288	?	+ 76
Tongatiefe 2 Werte	— 270	?	— 180
Tongaplateau			
2 Werte	+ 200	?	+ 190
Gebirgsstationen			
USA, unterhalb			
Umgebung . . .	— 8*	— 107	klein
Desgl. oberhalb Um-			
gebung	+ 58*	— 110	klein

der Erdoberfläche von der Ellipsoidform, daß Abweichungen der geodätisch ermittelten Lotrichtungen von den astronomisch bestimmten

Richtungen auftreten. Die so gefundenen Lotabweichungen setzen sich also zusammen aus einem Teile, der durch die Erdform bedingt ist, und aus Störungen, die entweder von sichtbaren oder von verborgenen Massenunregelmäßigkeiten herrühren können. Die Messungen der Lotabweichungen können daher Aufschlüsse in beiden Richtungen liefern. Im einen Falle kombiniert man die Beobachtungen mit Gradmessungen, um eine möglichst gute Annäherung für die Erdgestalt zu erhalten, im anderen Falle versucht man, unter Berücksichtigung der Wirkung der sichtbaren Massen die unsichtbaren störenden Massen zu finden. Hierbei muß man genau wie bei der Reduktion der Schwerestörungen Annahmen über die Massenverteilung in der Erdkruste machen. Die Lotabweichungen hängen also von der mehr oder minder guten Annäherung des Bezugskörpers (-Ellipsoides) an die wahre Erdgestalt ab. Die unter

die andere durch Airy, der annahm, daß die Gebirge um so tiefer in den Untergrund eintauchen je höher sie sind. Es besteht dann noch die Möglichkeit, daß beide Vorgänge gemeinsam wirksam sind. Fig. 5 zeigt schematisch die Grundansichten der Theorien. Die Tatsache selbst bezeichnet man als Isostasie. In erster Annäherung besagt also die Isostasie, daß von einem bestimmten Niveau in einer Minimaltiefe ab, über jeder Niveaufläche an jeder Stelle gleich große Massen liegen.

Die Frage, ob diese Isostasie nach dem Airyschen Prinzip oder nach dem von Pratt erfolgt, ist nicht eindeutig geklärt. Die Beobachtungen machen es wahrscheinlich — der Autor hat wenigstens diesen Standpunkt von Anfang an vertreten —, daß beide Prinzipien gleichzeitig wirksam sind. Die Beobachtungen über die Oberflächendichte (vgl. Tab. 2) sprechen dafür, daß in der Tat entsprechend der Theorie von Pratt die Dichte an den höch-

Annahme des internationalen Ellipsoides berechneten Werte übersteigen in Gebirgsgegenden oft 10“.

Sowohl die Untersuchungen der Schwerestörungen wie der Lotabweichungen zeigen, daß im allgemeinen oberirdische Massenstörungen in mehr oder minder großem Umfange unter-

irdisch kompensiert sind. Insbesondere stellen die Gebirge keinen reinen Massenüberschuß, die Ozeane keinen Massendefekt dar. Zwei Möglichkeiten des Ausgleiches sind prinzipiell vorhanden: Entweder besitzen Gebirge geringere, die Ozeanböden größere Dichte als die ungestörte Erdoberfläche, oder es handelt sich in beiden Fällen um Blöcke, die verschieden tief im Untergrund stecken, der selbst größere Dichte hat; in diesem Falle würden also die Gebirge vergleichbar sein mit Eisbergen, die hoch über das Wasser hinausragen, aber noch viel tiefer hineintauchen, die Ozeanböden mit niedrigen Eisbergen, die nur geringen Tiefgang haben; die ungestörte Erdoberfläche würde durch einen mittleren Zustand repräsentiert. Beide Ansichten wurden 1855 etwa gleichzeitig ausgesprochen, die eine durch Pratt, der annahm, daß die Gebirge (er betrachtete speziell den Himalaja) beim Aufsteigen an Dichte verlieren wie ein Teig,

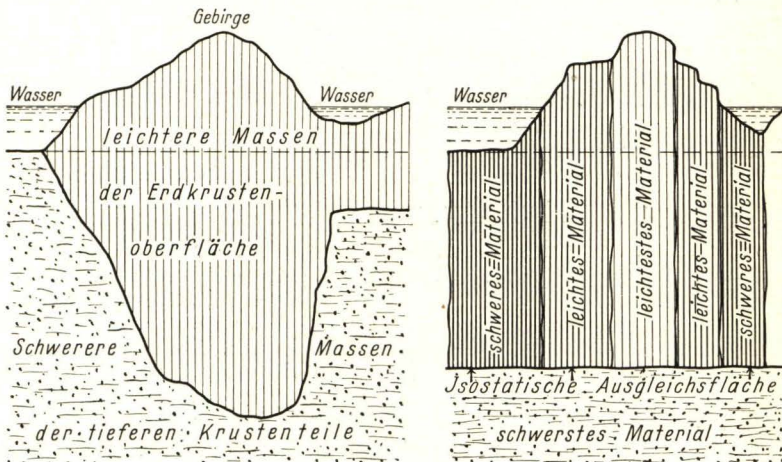


Fig. 5. Isostasie; links nach Airy und rechts nach Pratt (schematisch).

sten Punkten der Erdoberfläche am kleinsten, in den Ozeanböden am größten ist. Andererseits zeigen die aus Beobachtungen von Erdbebenwellen abgeleiteten Schichtdicken, daß unter Gebirgen, speziell unter den Alpen und den Coast-Ranges in Kalifornien, die oberste Schicht mit geringer Dichte merklich dicker ist als etwa unter der norddeutschen Tiefebene, und daß unter den Ozeanen die leichte kontinentale Kruste wesentlich dünner ist als unter den Kontinenten, ja unter dem Pazifischen Ozean vielleicht sogar fehlt. Kombiniert man beide Gruppen von Ergebnissen, so findet man in der Tat, daß etwa über einer Schicht in 40 km Tiefe überall angenähert gleiche Massen liegen.

Die Lösung des Problems wurde früher in erster Linie von der Betrachtung der Schwerestörungen erwartet, die nach verschiedenen Methoden reduziert wurden. Es ergab sich so unter Voraussetzung der Theorie von Pratt,

daß die berechneten Schwerestörungen ein Minimum werden, wenn man eine Ausgleichtiefe von etwa 120 km im allgemeinen — die Werte schwanken in verschiedenen Teilen der Erdkruste etwas — voraussetzt. Unter Zugrundelegung der Airyschen Theorie wurden vielfach etwas kleinere Schwerestörungen gefunden. Im allgemeinen fand jedoch Heiskanen wie erwähnt die kleinsten Störungen, als er die oben angegebenen Schichtdicken nach den Ergebnissen der Seismologie und die Dichte nach den Beobachtungen von Washington den Berechnungen der Schwerestörungen zugrunde legte. Dieses Ergebnis spricht dafür, daß die Annahmen, die an und für sich am natürlichsten sind, auch die zur Zeit besten darstellen. Es lassen sich aber auch physikalische Gründe für die Isostasie ins Feld führen. So folgt aus den theoretischen Untersuchungen über die Temperatur der Erdkruste, daß in etwa 50 km Tiefe die Temperatur nicht mehr weit von der Schmelztemperatur der Gesteine entfernt sein kann. Dann ist aber damit zu rechnen, daß dort der Fließwiderstand (Strength) des Materials bereits recht gering ist, das heißt, daß bereits relativ geringe Überdrucke Fließbewegungen zum Ausgleich einleiten. Größerer Massenüberschüsse oder -defekte über dieser Niveaufläche sind daher nicht möglich. Auch die Tatsache, daß die normalen Erdbebenherde nicht tiefer als 35 km zu liegen scheinen, spricht dafür, daß erhebliche Spannungen in größeren Tiefen nicht vorkommen.

5. Die Righeit im Erdinnern. Unter Righeit versteht man den Widerstand gegen Formveränderungen, insbesondere scherende Kräfte; ein Maß für die Righeit ist der Righeitsfaktor (Torsionsmodul). Die Righeit ist für einen Vorgang nur so lange maßgebend, als die Spannungen nicht so groß werden, daß Fließen eintritt. Es ist also nicht angängig, aus Righeitskoeffizienten Schlüsse auf Kontinentalbewegungen zu ziehen, wie man es in der Literatur gewöhnlich findet. Anwendung des Righeitsfaktors setzt vielmehr voraus, daß es sich um rein elastische Vorgänge handelt, und daß der betreffende Körper seine ursprüngliche Form wieder völlig annimmt, sobald die wirkenden Kräfte und die vorhandenen Spannungen aufhören.

Zwischen der Geschwindigkeit v von Transversalwellen, der Dichte d und dem Righeitskoeffizienten μ besteht folgende Beziehung:

$$v^2 = \mu : d. \quad (3)$$

Da wir die Geschwindigkeit der Transversalwellen im Erdinnern bis zum Kern recht genau kennen (Tab. 1) und die Dichte d angenähert (Fig. 1), können wir den Righeitsmodul μ im Erdinnern berechnen. Die Kurven 1—3 der Fig. 6 zeigen das Ergebnis unter drei charakteristischen Annahmen über die Dichte,

1 und 3 sind Grenzkurven. Im Erdkern scheint, wie unter 1 eingangs erwähnt wurde, die Geschwindigkeit der Transversalwellen sehr klein zu sein, vielleicht praktisch Null, dann wäre μ sehr klein bzw. fast Null.

Andere Möglichkeiten, Aufschlüsse über die Righeit im Erdinnern zu erhalten, bieten uns die Gezeiten und die Polbewegungen.

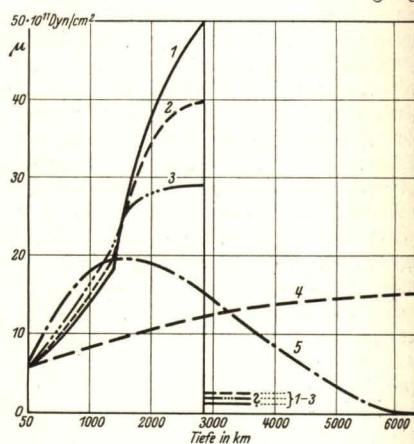


Fig. 6. Righeit im Erdinnern.

Wäre die Erde völlig nachgiebig, so müßten die Gezeiten des Erdkörpers gerade so groß sein wie die Gezeiten des Meeres, das heißt, wir könnten keine Ebbe und Flut des Meeres beobachten. Aus dem Verhältnis der beobachteten Meeresgezeiten und der theoretisch zu erwartenden läßt sich somit ein Anhaltspunkt für die Righeit der Erde als ganzes finden. Außerdem kann man aber auch die Gezeiten des Erdkörpers mit Pendeln direkt beobachten. Sie äußern sich als Schwankungen der Lotlinie.

Fig. 7 zeigt Ergebnisse von O. Hecker. Man erkennt, daß die tatsächliche Bewegung in Potsdam besonders in der Nord-Südrichtung kleiner ist als die berechnete — hier spielen die Deformationen der Erdkruste durch die Meeresgezeiten mit —, und daß die beobachteten Gezeiten ziemlich genau zur berechneten Zeit eintreffen. Ähnliche Ergebnisse wurden für andere Punkte der Erdoberfläche gefunden.

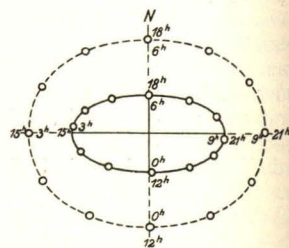


Fig. 7. Mittlere theoretische Lotbewegung für eine völlig starre Erde im Laufe eines Mondtages in Potsdam (Mond im Äquator) gestrichelt und beobachtete

Kurve (ausgezogen).
(Nach O. Hecker).

Auch die Polbewegungen hängen von der Righeit ab. Wird die Erdachse durch irgendwelche Kräfte, in der Praxis besonders durch Verlagerung von Luftmassen, dann aber auch durch jährliche Schwankungen der Vegetation, durch wechselnde Belastung, durch Niederschläge (insbesondere Schnee und Eiskecke auf der Halbkugel im Winter) aus ihrer Lage gebracht, so muß sie im Falle einer völlig starren Erde nach Euler mit einer Periode von 306 Tagen um die Ruhelage rotieren. Je nachgiebiger die Erde ist, desto größer ist diese Periode. Die beobachteten Werte liegen in der Nähe von 420 Tagen.

A. Prey hat gezeigt, daß beide Ergebnisse auf nahezu gleiche Bedingungskurven für μ führen, das heißt, wenn eine Kurve μ als Funktion der Tiefe auf die richtigen Gezeiten der Erdkruste führt, dann ergibt sie auch angenähert die richtige Polbewegung. Zur Bestimmung von μ erhält man also aus beiden Bedingungen im wesentlichen nur eine Gleichung; ferner kennt man μ angenähert für die Oberfläche. Die Kurven 4 und 5 der Fig. 6 erfüllen die beiden zuletzt genannten Voraussetzungen. Bei Kurve 4 setzte Prey voraus, daß μ mit der Tiefe stetig zunimmt, bei 5, daß es erst zu- und dann auf 0 im Erdmittelpunkt abnimmt. In beiden Fällen hat er außerdem aus theoretischen Gründen eine horizontale Tangente der Kurven im Erdmittelpunkt vorausgesetzt. Man sieht, daß insbesondere Kurve 5 eine erste Annäherung an die aus Erdbebenwellengeschwindigkeiten bestimmten Kurven darstellt.

Schließlich hat H. Jeffreys gezeigt, daß auch im Falle eines völlig flüssigen Erdkernes (μ im Kern Null) die Erde stabil ist, wenn die Kompressibilität nur genügend hoch ist, was der Fall ist. Die durch die Erdbebenwellen gegebenen Kurven 1—3 genügen allen Bedingungen und stellen somit die wahrscheinlichsten Werte für die Righeit im Erdinnern dar. Für die Erdkruste finden wir auf diese Weise die in Tabelle 6 angegebenen Werte, während Tab. 7 zum Vergleich einige Werte für

Tabelle 6. Righeitsmodul μ in der Erdkruste in Dyn/cm². Alle Werte sind mit 10^{11} zu multiplizieren.

Tiefe in km	3	25	50
Süddeutschland . . .	$2\frac{3}{4}$	$3\frac{1}{2}$	$6\frac{1}{2}$
Japan	$2\frac{3}{4}$	4	$6\frac{1}{2}$
Boden des Atlantik . .	(3)	6	$6\frac{1}{2}$
Boden des Pazifik . .	ca. 5	6.	$6\frac{1}{2}$

Tabelle 7. Beobachtete Werte von μ bei Zimmertemperatur und 1 Atm. Druck. Alle Werte sind mit 10^{11} zu multiplizieren.
Einheit Dyn/cm².

Eisen 7,9 Stahl 8,1 Platin 6,8 Nickel 8,1
Marmor $2\frac{1}{2}$ Granit $2\frac{1}{2}$ Diorit $3\frac{1}{2}$ Gabbro $4\frac{1}{2}$

Gesteine gibt. Man erkennt, daß schon in relativ geringer Tiefe alle an der Erdoberfläche beobachteten Werte überschritten werden.

6. Die Kompressibilität des Erdinnern. Als Maß für die Komprimierbarkeit (Widerstand gegen Volumenänderungen) eines Körpers verwendet man den Inkompressibilitätsfaktor (bulk modulus) k oder dessen reziproken Wert. Je größer k ist, desto weniger kompressibel ist der Körper. Genau wie μ ist auch k nur für rein elastische Vorgänge anwendbar. Dabei ist noch zu bemerken, daß jede durch Kompression verursachte Volumenänderung eines porenfreien Körpers bei Aufhören der Kompression wieder völlig verschwindet. Allerdings beobachtet man bei kleinen Drucken oft eine nichtelastische Volumenänderung durch Zusammen-drücken der Poren des Körpers.

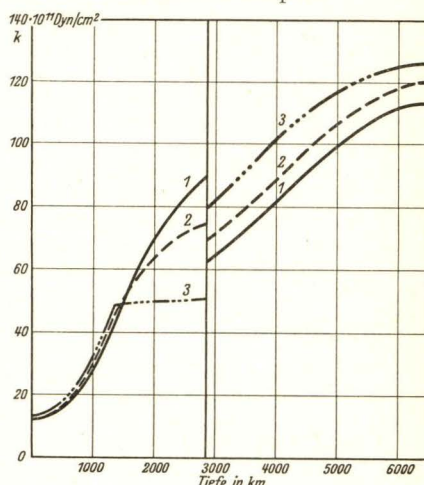


Fig. 8. Inkompressibilitätsfaktor im Erdinnern.

Zwischen der Geschwindigkeit V von Longitudinalwellen, der Geschwindigkeit v von Transversalwellen, der Dichte d und dem Inkompressibilitätsfaktor k besteht folgende Beziehung: $k = d(V^2 - 4/3 v^2)$. (4)

In Fig. 8 sind hiernach die Werte von k im Erdinnern unter drei charakteristischen Annahmen über die Dichte (analog wie für μ in Fig. 6) wiedergegeben. Andere Möglichkeiten zur Berechnung von k bestehen zur Zeit nicht. Tab. 8 gibt einige Werte für k in der Erdkruste,

Tabelle 8. Inkompressibilitätsfaktor k in der Erdkruste in Dyn/cm². Alle Werte sind mit 10^{11} zu multiplizieren.

Tiefe in km	3	25	50
Norddeutschland . . .	6	$8\frac{1}{2}$	12
Süddeutschland . . .	5	8	12
England, Japan . . .	4	6	12
Boden des Atlantik . .	(6)	11	12
Boden des Pazifik . .	(8)	11	12

Tab. 9 im Laboratorium beobachtete Werte für einige Stoffe. Man sieht hiernach, daß auch k in der Erde schon in geringer Tiefe über alle im Laboratorium bei normalen Bedingungen beobachteten Werte hinauswächst, und daß der Erdkern fast inkompressibel ist.

Tabelle 9. Im Laboratorium unter normalen Bedingungen beobachtete Werte von k . Einheit wie in Tabelle 8. Angehörte Mittelwerte. k wächst etwas mit dem Druck.

Quarz	$3\frac{1}{2}$	Gabbro . . .	8
Granit	5	Peridotit . .	10
Basalt	$5\frac{1}{2}$	Dunit	10
Plateaubasalt .	8		

Aus k und μ lassen sich die Poissonsche Zahl und der Elastizitätsmodul E berechnen. Erstere schwankt in der Erdkruste zwischen 0,2 und 0,3, in den tieferen Teilen des Erdmantels zwischen 0,26 und 0,29, im Erdkern ist sie nach unseren Ergebnissen nahe an $\frac{1}{2}$. Der Elastizitätsmodul E ist in den oberen Teilen der Kontinente rund $7 \cdot 10^{11}$ Dyn/cm², etwa entsprechend Granit und Basalt, wächst dann auf etwa $9\frac{1}{2} \cdot 10^{11}$ in 25 km Tiefe (entsprechend etwa Gabbro und anderen), dann schnell weiter bis etwa 10^{13} außen am Erdkern. In diesem selbst ist E anscheinend wieder sehr klein.

7. Die innere Reibung im Erdinnern. Jede Bewegung des Erdinnern oder von Teilen der Erde kommt nach Aufhören der Kräfte nach und nach zur Ruhe, da die Reibung der kleinsten Teilchen aneinander die Bewegung abbremst. Der Koeffizient η der inneren Reibung (vgl. Literatur) kommt nur bei scheren den Kräften in Frage (Kompressionen verlaufen ohne Reibung). Er ist proportional dem Righeitsfaktor μ und einer Materialkonstanten K , die für die meisten Metalle von der Größenordnung 10^{-3} Sekunden ist. Als Mittel für das Erdinnere fand Jeffreys aus der Schwächung der Erdbebenwellen den Wert $K = 0,004$. Die innere Reibung bewirkt weiter, daß einzelne Wellen bei der Fortpflanzung länger und flacher werden. Unter Benutzung der hierfür abgeleiteten Theorie von K. Sezawa berechnete Gutenberg aus der Vergrößerung der Längen von seismischen Oberflächenwellen den Wert $K = \frac{1}{4} \cdot 10^{-3}$. Beide Ergebnisse sprechen also dafür, daß der Faktor K auch im Erdinnern in der Nähe von 10^{-3} liegt. Der Koeffizient $\eta = \mu K$ ist also im Erdinnern rund $\frac{1}{1000}$ des Righeitskoeffizienten μ .

8. Die Viskosität im Erdinnern und der Fließwiderstand. Solange die wirkenden Kräfte klein sind, treten im Material nur elastische Veränderungen (einschließlich „elastischer Nachwirkung“) auf. Wird aber eine gewisse Spannung, der Fließwiderstand

(Strength), überschritten, so beginnt der Körper zu fließen (sofern er nicht bricht), und nach Aufhören der Spannung bleibt die während des Fließens eingetretene Aenderung bestehen. Diese Vorgänge sind also z. B. maßgebend für Kontinentalverschiebungen, Unterströmungen unter der Erdkruste und ähnliche Vorgänge. Auch Fließen kann nur bei Scherungen, nicht bei allseitiger Kompression, auftreten. Der Viskositätskoeffizient ν ist gegeben durch

$$\nu = \mu t, \quad (5)$$

wo t die Relaxationszeit ist, d. h. die Zeit, in der die Spannung infolge des Fließens auf $1/e$ ihres Anfangswertes sinkt. Laboratoriumsbeobachtungen über diese Größen liegen nur vereinzelt vor. Nach Weinberg ergibt sich ν der Größenordnung nach in g/cm sec (in Klammern hieraus und aus μ berechnete Werte von t in sec) für Pech von 15° zu 10^8 (10), für Eis zu 10^{13} (300), für Blei 10^{16} (10^7), für Steinsalz zu 10^{18} (10^6). ν wächst stark mit dem Druck und nimmt sehr stark mit wachsender Temperatur ab.

Zur Bestimmung der Viskosität der Erde können verschiedene Vorgänge herangezogen werden. Nach den Untersuchungen über die Gezeiten des Erdkörpers stellt sich die Erde fast sofort in die Gezeitenkräfte vorgeschriebene Form ein, wie Fig. 7 zeigte. Hieraus läßt sich theoretisch ableiten, daß ν im Erdinnern mindestens von der Größenordnung 10^{17} sein muß. Andere Untersuchungen auf Grund der Polbewegung und der Verlangsamung der Erdrotation durch die Gezeitenreibung im Erdkörper führten auf die Größenordnung 10^{20} . Vermutlich ist ν nahe der Erdoberfläche von der Größenordnung 10^{18} , nimmt dann durch die Wirkung der Temperatur etwas ab und von rund 100 km Tiefe ab unter der nun vorherrschenden Wirkung des Druckes wieder zu, um in größerer Tiefe den Wert 10^{20} g/cm sec zu überschreiten.

Damit Fließen überhaupt eintreten kann, muß eine Mindestspannung, der Fließwiderstand, überschritten werden. Ueber seine Größe liegen nur wenige Messungen vor. Bei den von v. Kármán untersuchten Proben von Marmor und Sandstein betrug er bei normaler Temperatur und kleinen Drucken etwa $2\frac{1}{2} \cdot 10^9$ Dyn/cm² und bei Drucken entsprechend 10 km Tiefe etwa $4 \cdot 10^9$. Bei zunehmender Temperatur nimmt er stark ab, z. B. bei Steinsalz nach Geller von $8 \cdot 10^9$ bei 0° auf $\frac{3}{4} \cdot 10^9$ bei 600° . Anscheinend ist er bei geschmolzenen Körpern praktisch Null. Im Erdinnern würde er also von etwa $5 \cdot 10^9$ Dyn/cm² nahe der Erdoberfläche praktisch auf Null in rund 50 km Tiefe abnehmen, d. h. dort müßten schon kleine Spannungen langsame Fließen veranlassen (Isostasie). An der Erdoberfläche selbst

ist das Gewicht einer Gesteinssäule von rund 10 km Höhe nötig, um den Fließwiderstand zu überwinden, mit anderen Worten: Wenn die Höhendifferenz zwischen zwei benachbarten Punkten von der Größenordnung 10 km wird, so können an der Basis des betr. Gebirges Fließvorgänge beginnen. In der Tat finden wir an derartigen Stellen durchweg häufig starke Erdbeben als ein Zeichen von tektonischen Vorgängen im Untergrund.

9. Abkühlung und Temperatur der Erde.

Die am besten gesicherte Grundlage für thermische Betrachtungen über die Erde sind die Messungen über die Zunahme der Temperatur mit der Tiefe. Man geht im allgemeinen von der „Geothermischen Tiefenstufe“ aus, welche gegeben wird durch die Zahl der Meter, die man hinabsteigen muß, um eine Temperaturzunahme von 1° zu beobachten. Sie ist im allgemeinen 30 m, doch sind auch Werte bis herunter zu 19 (Australien) und herauf über 100 (Südafrika) auf größeren Tiefenintervallen gefunden worden.

Lange Zeit nahm man an, daß die Erde sich abkühlt, bis man fand, daß erhebliche Wärmemengen bei radioaktiven Vorgängen frei werden. Nahe der Erdoberfläche werden durch Granit rund $4 \cdot 10^{15}$ cal/g sec erzeugt, durch Basalt etwa $2 \cdot 10^{15}$, durch Dunit etwa $\frac{1}{2} \cdot 10^{15}$. Durch eine Krustenschicht von rund 30 km Dicke, je etwa $\frac{1}{2}$ Basalt und Granit, würde der ganze aus der Erde herausgehende Wärmestrom gespeist. Entweder muß also der Gehalt an radioaktiven Substanzen mit der Tiefe schnell abnehmen, was nach geochemischen Betrachtungen wahrscheinlich ist, oder die Erde erwärmt sich dauernd, wie es z. B. Joly annahm als Ausgangspunkt für seine Theorie der thermischen Zyklen. Abgesehen von zahlreichen anderen Einwänden muß vor allem darauf hingewiesen werden, daß im Falle thermischen Gleichgewichtes in der Erdkruste, das heißt, wenn gerade soviel Wärme erzeugt wie abgestrahlt wird, die geothermische Tiefenstufe nur wenig über 12 m sein könnte und bei Ueberproduktion von radioaktiver Wärme höchstens etwa 10 m betragen dürfte. Aus den tatsächlich beobachteten Werten von über 20 m folgt somit bei dem heutigen Stande unseres Wissens, daß sich die Erde abkühlt und daß daher der Anteil der radioaktiven Substanzen mit der Tiefe sehr schnell sinken muß, denn die Wärmeentwicklung scheint nach Laboratoriumsuntersuchungen weder durch die in der Erdkruste vorhandenen Drucke noch durch die dort vorhandenen Temperaturen merklich beeinflusst zu werden.

Ursprünglich war die Erde einmal flüssig. Sie kühlte sich damals durch Mischung außerordentlich schnell ab. Dabei dürfte wohl der Sprung des spezifischen Gewichtes der Substanzen, welche die Erdkruste schon damals

gebildet haben dürften (Granit-Basalte), genügt haben, um eine Wiedervermischung dieser Schichten zu verhindern. Etwa an der Oberfläche auskristallisierte kleine Schollen konnten nicht in die nächstfolgende Schicht einsinken, und es bildete sich so relativ schnell eine erste kristalline Kruste heraus. In den folgenden Schichten erfolgte die Kristallisation nun viel langsamer, da die Wärme durch die kristalline äußere Schicht nur durch Leitung abfließen konnte. Die Abkühlung der kristallinen Schicht erfolgte dann außen schnell auf die durch die Sonnenstrahlung (Luftwärme) bedingte Temperatur, während selbst eine völlig kristalline Erde schon in wenigen 100 km Tiefe heute noch fast die Schmelztemperatur haben müßte.

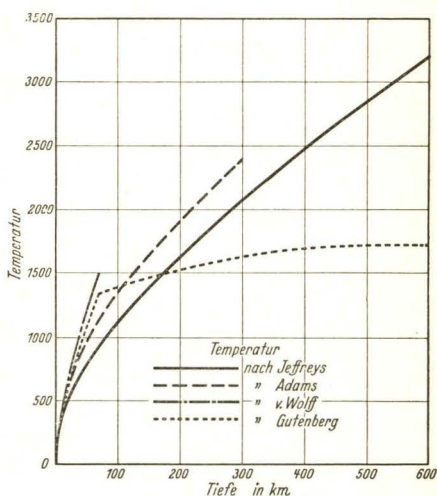


Fig. 9. Temperatur im Erdinnern unter verschiedenen Voraussetzungen.

In Wirklichkeit dürfte die Erde aber nur bis zu einer relativ geringen Tiefe kristallin sein, darunter geschmolzen (aber fest; bei sehr hohen Drucken besteht der einzige Unterschied zwischen Schmelze und Kristall in der Anordnung der Moleküle und im Vorhandensein von Fließwiderstand). Die Ergebnisse über die Temperatur im Erdinnern hängen völlig von den meist nur sehr wenig bekannten Voraussetzungen ab. In Fig. 9 ist eine Reihe von verschiedenen Ergebnissen zusammengestellt. In größeren Tiefen dürfte die Temperatur nur sehr langsam weiter ansteigen mit einem Maximum von wenigen Tausend Grad.

10. Kräfte im Erdinnern. Ueber die Kräfte im Erdinnern und ihre Wirkungen haben wir nur wenig Untersuchungen. Folgender Ueberblick soll nur Anhaltspunkte geben:

Ursache der Kraft	Richtung der Kraft	Maximale Größe	Wirkung
Chemische Vorgänge Aenderung des Aggregatzustandes)	—	?	{ Plutonische Vorgänge, Strömungen in der Erde
Schwere	vertikal	—	Schichtung der Erde u. a.
Kosmische Ursachen	—	?	Gezeiten u. a.
Niveaunterschiede	—	10^9 Dyn/cm ²	Fließbewegungen, Erdbeben
Verschiedene Dicke der Erdkruste	äquatorwärts	10^7 Dyn/cm ²	Polfluchtkraft
Erosion, Sedimentation	vertikal	— ?	Fließbewegungen, Erdbeben
Temperaturänderung der Erde }	—	{ Verkürzung des Erdradius?	2 mm pro Jahrhundert?
Polwanderungen	vertikal	zeitw. sehr groß?	tekton. Vorgänge
Polschwankungen	horizontal	10^8 Dyn/cm ²	vereinzelte Erdbeben?
Aenderung d. Rotationsgeschw. „	„	0,001 cm/sec ² ?	?
Aenderung von Luftdruck, Seestand, Gezeiten, Eis }	—	klein	lokal, vereinz. Erdbeben
Gezeiten d. Erdkörpers	Vertikalbew.	bis 30 cm	?

Die meisten Angaben bedürfen keiner Erklärung, auf die Wirkungen kommen wir zum Teil im folgenden zurück. Unter Polwanderungen verstehen wir langsame Verlagerungen der Erdachse (z. Z. gering, Nordpol etwa 14 m/Jahrhundert gegen Grönland, vermutlich groß z. B. im Tertiär), unter Polschwankungen die unter (5) erwähnten Bewegungen. Die „Polfluchtkraft“ entsteht dadurch, daß die Kraft, mit der etwa ein Kontinent in seinem Schwerpunkt gegen seine Unterlage drückt, zwar gerade so groß ist, wie die im Schwerpunkt der verdrängten Masse nach oben wirkende Kraft, daß aber die Richtungen, die je senkrecht zu den betreffenden Niveauflächen stehen, nicht genau entgegengesetzt gerichtet sind, da die beiden Niveauflächen nicht parallel laufen.

11. Bewegungen einzelner Teile der Erde.

Die vorstehend erwähnten Kräfte haben recht verschiedenartige Bewegungen zur Folge. Isostasie ist nur möglich, wenn genügende Plastizität im Erdinnern vorhanden ist und, wie wir sahen, kleiner Fließwiderstand. Dann müssen aber auch größere Kräfte zu Fließbewegungen führen. In der Tat setzt heute eine beträchtliche Anzahl von Forschern bei ihren „geotektonischen Hypothesen“ voraus, daß im Erdinnern Unterströmungen stattfinden. Der erste, der solche Fließbewegungen in größerem Umfange annahm, war wohl Ampferer. Ueber die Kräfte, welche solche Unterströmungen bewirken, gehen die Ansichten allerdings weit auseinander, und die Verfechter der verschiedenen „Geotektonischen Hypothesen“ rechnen mit sehr verschiedenen Ursachen, deren Aufzählung hier zu weit führen würde. Chemische Umlagerungen, vielleicht auch Aenderungen des Aggregatzustandes und durch ungleiche thermische Vorgänge in verschiedenen Gebieten bedingte Fließbewegungen werden wohl an erster Stelle stehen. Aber auch die großen Unterschiede zwischen hohen Gebirgen und benachbarten

Ozeantiefen (Pazifikumrandung) haben zweifellos Bewegungen solcher Art zur Folge. Daneben suchen die Schwerestörungen, die durch tektonische Vorgänge sich einstellen, die ihrerseits durch irgendwelche der oben angeführten Kräfte bedingt sind, sich im Laufe der Zeit durch Unterströmungen wieder auszugleichen. Während der Ausgleich der durch die Kräfte erzeugten Spannungen in manchen Fällen orogenetisch — in kurzen Zeiten mit erheblichen Aenderungen — verläuft, wirken sich die isostatischen Ausgleichsbewegungen vorwiegend epirogenetisch — langsam und mehr oder minder stetig — aus. Als ein Beispiel solcher Bewegungen kann wohl am besten die Tatsache dienen, daß sich Skandinavien während der Eiszeit durch die Eisbelastung gesenkt hat und sich nun wieder langsam hebt, wobei die Bewegung etwas nachhinkt. Die gesamte Hebung beträgt im Maximum fast 300 m, die maximale Hebung zur Zeit über 1 cm pro Jahr. Sie ist besonders leicht an den Hebungen der Küste zu verfolgen. Insbesondere hat Witting solche Bewegungen an den Ostseeküsten untersucht.

Aber auch in anderen Teilen der Erdkruste haben geodätische Messungen und Untersuchungen an Flußläufen (Wilser am Oberrhein) und Kunstbauten zweifelsfrei gezeigt, daß sich die Erdkruste stetig langsam deformiert. Teils sind die oben erwähnten Kräfte die Ursache, teils wird es sich um isostatische Ausgleichsbewegungen handeln. Dabei müssen Unterströmungen vor sich gehen. Die Senkung und Hebung Skandinaviens ist ohne solche nicht denkbar, da es sich unmöglich um reine Kompression des Untergrundes handeln kann.

Die Wissenschaft hat gezeigt, daß in früheren geologischen Epochen die Bedeckung der Erde mit Wasser anders war als heute. Kontinente die heute getrennt sind, hingen früher zeitweise zusammen, und umgekehrt waren Kontinentalteile vielfach von Meer — wohl meist Flachsee — überflutet. Insbeson-

dere war Europa und Amerika offenbar in den ältesten Perioden durch Meer getrennt. Im geologischen Mittelalter bestand eine Landverbindung, ja zeitweise scheinen Amerika,

Laufe der Zeit gewechselt hat, kann kaum zu treffen, da gleichzeitig in verschiedenen Gebieten entgegengesetzt verlaufende Vorgänge nachweisbar sind. Reine Hebungen und Sen-

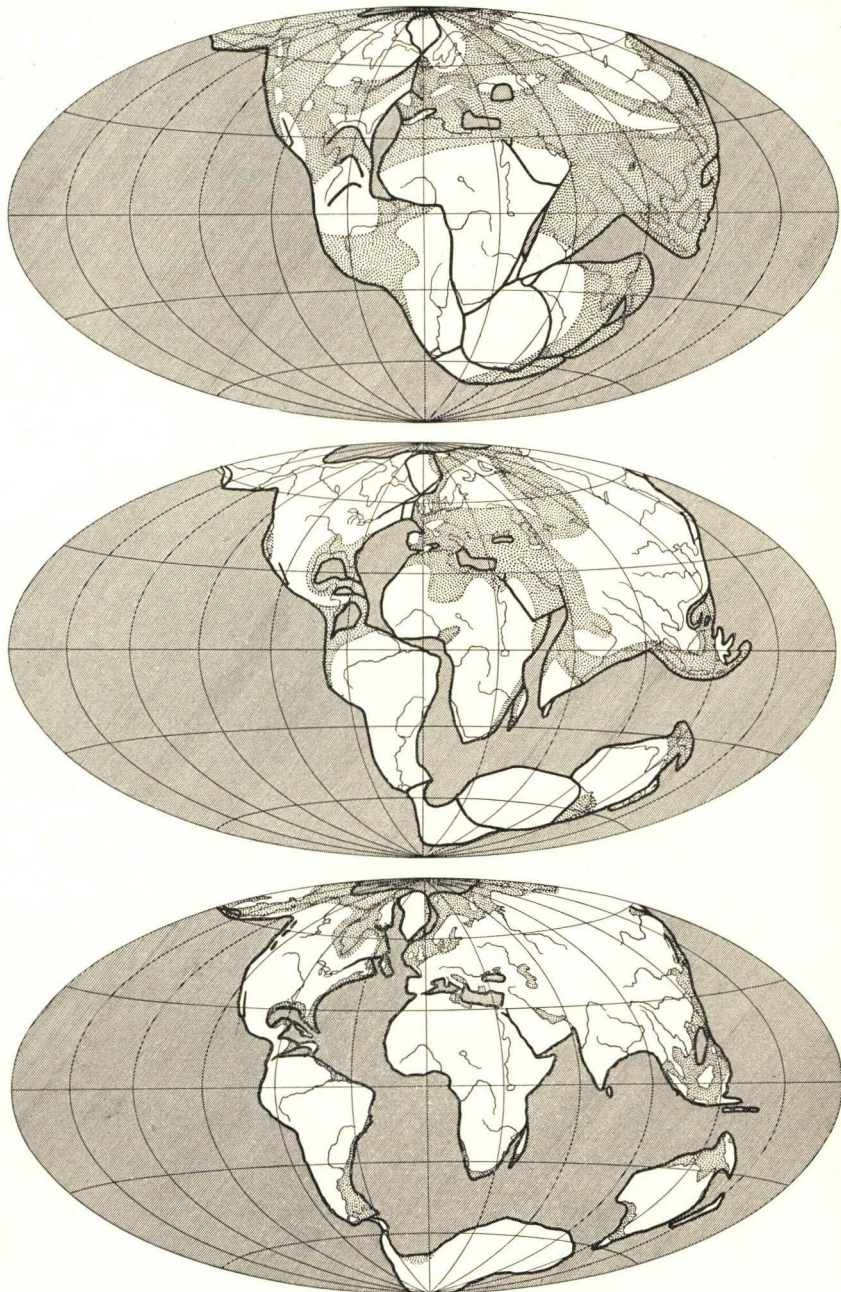


Fig. 10. Verschiebung der Kontinente. (Nach A. Wegener).

Europa und Afrika einen großen Kontinent gebildet zu haben, und erst in relativ junger Zeit erfolgte eine neue Trennung. Die naheliegende Erklärung, daß die Wassermenge im

kungen führen zu Konflikten mit der Isostasie. Als ein Ausweg aus diesem Dilemma bleiben nur horizontale Bewegungen. A. Wegener nahm an, daß die Kontinente ursprünglich

einen Block bildete, der sich in Stücke spaltete und dann auseinanderdriftete (Fig. 10). Andererseits nimmt Gutenberg an, daß keine Spaltung eingetreten ist, sondern daß es sich um Fließbewegungen handelt, bei denen der Boden des Atlantischen Ozeans lediglich dünner wird. Auf diese Weise und unter gleichzeitiger Annahme von Fließbewegungen des ganzen Kontinentalblockes über seiner Unterlage lassen sich zahlreiche Erscheinungen, insbesondere die wechselnde Topographie der Erdoberfläche und die Klimaänderungen während langer Perioden (die kurzen Eiszeiten haben kosmische Ursachen) zwangslos erklären (vgl. Art. „Palaeogeographie“).

Literatur. *Gutenberg, B. u. a., Lehrbuch der Geophysik, Berlin 1929.* — *Jeffreys, H., The*

Earth, 2. Edition, Cambridge 1929 ff. — *Handbuch der Geophysik, hsg. von B. Gutenberg, Berlin 1929 ff.* Insbesondere enthält 1. Bd. u. a. *Polbewegungen, Gezeiten des Erdkörpers, Dichte, Druck, Schwere, Isostasie.* 2. Bd. u. a.: *Temperatur und Aufbau der Erde (incl. Richtigkeit, Kompressibilität, Viskosität, Strength, innere Reibung).* 3. Bd.: *Kräfte in der Erde, Erdkrustenbewegungen, Geotektonische Hypothesen.* 4. Bd.: *Erdbeben.* 6. Bd.: *Praktische Methoden (Schwerinstrumente u. a.), während 10. Bd. u. a. allgemeines über geophysikalische Messungen bringen soll.*

B. Gutenberg.

Pasadena, California Institute of Technology.